I 1220/
5

Dr. LUDOMIR RITTER von SAWICKI

BEITRÄGE ZUR GEOMORPHOLOGIE

DER

RIVIERA DI PONENTE



GENOVA
TIPOGRAFIA DI ANGELO CIMINAGO
Vico Mele 7, interno 6.
1909.



Dr. LUDOMIR RITTER von SAWICKI

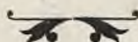
BEITRÄGE ZUR GEOMORPHOLOGIE

DER

RIVIERA DI PONENTE



II F d





Inst. Geogr. i Gosp. Przest
1818029977

GENOVA

TIPOGRAFIA DI ANGELO CIMINAGO

Vico Mele 7, interno 6.

1909.

Auch die Küsten leben ein Leben wie alle übrigen morphologischen Gebilde, auch sie stellen immer das momentane Ergebnis einer gewissen Entwicklung dar. Den ganzen Formenschatz einer Küste wird man erst verstehen, würdigen und erklären können, wenn man im Stande ist, alle zu einer Entwicklungsphase gehörigen Formen zusammenzufassen und einerseits daraus die Entwicklung selbst zu rekonstruieren, andererseits das Ruinenhafte der heute gegebenen Formen zu begreifen. Auch diese sind heute noch lange nicht im Zustande vollständigen Gleichgewichtes, respektive sie bieten noch immer für die an einer Küste arbeitenden Kräfte Angriffspunkte genug, um einer weiteren Umformung, schliesslich einem bestimmten Endziele zuzustreben. Gewaltig ist dabei der Unterschied der Entwicklung einer Küste, die entstanden ist durch das Emportauchen eines Stückes Meeresbodens und einer Küste, die ihr Dasein und ihre Form dem Untertauchen eines Stückes Landes dankt. Die erstere besteht gleich dem Meeresboden aus sanften, meist aufgebauten, akkumulierten Formen, an ihr überwiegen die aufbauenden Prozesse und ich verweise bezüglich solcher Küsten in Norditalien auf meinen kurzen Reisebericht in der « Rivista geografica italiana » (1). An letzteren, meist Steilküsten, überwiegen oder stehen wenigstens gleichbedeutend neben den aufgebauten Formen die Erosionsformen, neben den aufbauenden die zerstörenden Prozesse; diesbezüglich kann ich auf die an derselben Stelle charakterisierte Küste der Riviera di Levante verweisen.

Immer ist hier wie sonst die wichtigste Frage die nach

(1) *Un viaggio di studio morfologico per l'Italia settentrionale,* Riv. geogr. ital., Firenze, 1909. 1-27. I. Dintorni di Ancona.

der primären Form, welche eben durch ihr Untertauchen auch den primären Küstenverlauf und die primäre Küstenform bedingt, die beide je nach der Beschaffenheit der untertauchenden Form sehr verschieden sein können und damit auch gleich die Qualität und Intensität der Meeresarbeit beeinflussen. Wenn z. B. eine Peneplain untertaucht, wird die Küstenlinie einen fast geradlinigen Verlauf haben; die Buchten und Vorgebirge, die den untergetauchten Tälern und interfluvialen Riedeln entsprechen und ungleich beeinflusst sind vom Wechsel der widerstandsfähigen Schichten, werden sanfte Kurven von sehr grossem Radius darstellen. Die Angriffspunkte für die Wellenerosion werden gering an Zahl sein, die Intensität der küstenumgestaltenden Wirkung der Brandung klein, weil diese dank der Flachheit der Uferregion schon weit draussen gebrochen wird; das Ergebnis dieser Wirkung, die geradlinige Küste, ist nicht weit entfernt von der primären Form, die ja schon senil war, und weit draussen brechen sich die Wogen in einer die greisenhafte Küstenform nachäffenden Geradlinigkeit.

Ganz anders sieht die Küste und der Küstenprozess aus, wenn ein jugendliches Gebirge untertaucht; die Landschaft hat vielleicht schon den 2. oder 3. Zyklus begonnen und dadurch ihren Formenschatz ausserordentlich kompliziert. Auch die Küstenlinie, welche das Untertauchen einer solchen Landschaft erzeugt, wird jugendlich, das heisst weit entfernt sein von Gleichgewichte zwischen der Form und den sie angreifenden und umgestaltenden Kräften. Der Verlauf der Küstenlinie, ihre Formengebung ist sehr mannigfaltig, der marinen Erosion bietet sie zahlreiche Angriffspunkte und dank ihrer Ufersteilheit ermöglicht sie die Entfaltung einer grossen Intensität derselben. Zahlreiche schmale und lange Buchten ertränken die unteren Talstrecken, ebenso zahlreiche und scharf vorspringende Vorgebirge, zusammengesetzt aus verschiedenartigem Material, trennen dieselben. Die Küstenentwicklung ist identisch mit der Gliederung des Reliefs des untergetauchten Landes. Die Meereswelle beginnt intensiv die Küstenlinie umzugestalten, greift aber die Buchten und die Vorgebirge dabei mit verschiedener Intensität an. Der

Wellenverlauf passt sich mit der Annäherung an das Land dem Küstenverlauf an, denn der an den Vorgebirgen eher emporsteigende Meeresgrund hemmt dort die Wellen, die inzwischen in die tieferen Bucten sich ungehemmt hinein bewegen. So laufen die Wellen immer senkrecht auf das Ufer zu (Fig. 1). Daraus ergibt sich, dass die relativ ge-

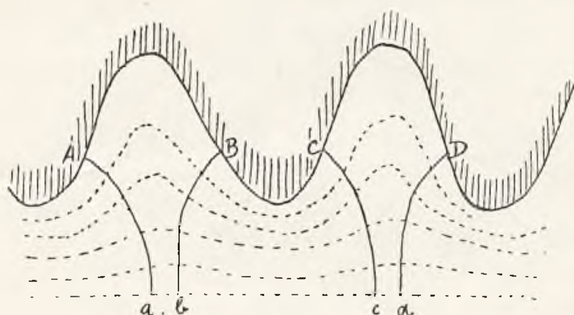


Fig. 1.

ringe, auf der Strecke a-b oder c-d vorhandene Energie der Meereswogen sich auf die lange Küstenstrecke A-B oder C-D verteilen muss, so dass die Intensität der Welle in den Buchten gewaltig abnimmt, während umgekehrt die relativ grosse, auf der Strecke b-c verteilte Energie der Wellenbewegung am Ufer auf die bedeutend kürzere Strecke B-C zusammengedrängt, ihre Intensität also erhöht wird. Die zerstörende Tätigkeit der Brandung ist also in den Buchten schwach, an den Vorgebirgen kräftig. Die Wirkung der letzteren, die mit mächtigem Tosen und Schäumen sich vielfach brechend herantobt, den Fels unterspült, die abstürzenden Blöcke zerkleinert, spricht sich endlich aus 1.) in der Schaffung eines Felsstrandes (rocky bench) und einer steilen Falaise, 2.) in dem Transport der zerkleinerten Blöcke weit ins Meer hinaus, so dass der Felsstrand nackt, geröllos ist (junger Felsstrand); erst wenn die Strandplatte so breit ist, dass durch die Reibung die Energie der heranrollenden Woge so sehr vermindert wird, dass der Strand nicht mehr rein gefegt werden kann und ein Geröll- oder Sandstrand entsteht, sprechen wir von einem reifen Strand.

Inzwischen hat sich auch die eklektische Erosion der Brandung darin betätigt, dass die weichen Schichten

schneller ausgearbeitet werden, als die harten. Das hat zur Folge, dass 1.) die Küstengliederung ähnlich wie die Gliederung eines Gebirges in der ersten Jugend viel reicher ist, als bei der primären Form und sich erst in einem vorgeschrittenen Stadium vereinfacht (Fig. 2). Dann

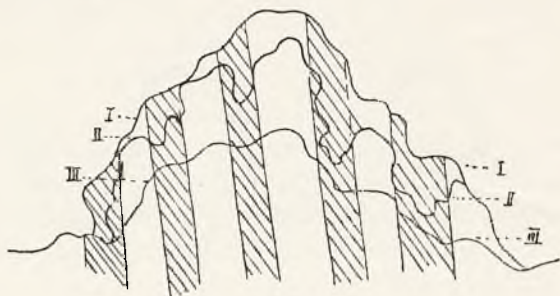


Fig. 2.

aber 2.) erfolgt das Rückwärtsschieben des Kliffes relativ viel schneller als bei einer homogenen Küste; die Ausspülung und Unterschneidung erleichtert die Unterminierung des harten Materiales und die Abspregung desselben, das dann in der Form von natürlichen Brücken (natural bridge), von Decken, von Seehöhlen (sea-caves) oder von isolierten Schloten, Säulen (stack) der Brandung und auch der Schwere bedeutend mehr Angriffspunkte bietet.

Also sehr mannigfaltige Gliederung, steile Kliffs, schmaler Felsstrand sind die Kennzeichen eines ganz jugendlichen, wohl schon angegriffenen, aber noch nicht angepassten Vorgebirges (not yet graded). Mit der Zeit vereinfacht sich die Gliederung immer mehr, die Küstenlinie glättet sich, das Kliff büsst immer mehr seine Steilheit ein, und der Strand wird so breit, dass die abgebröckelten Blöcke darauf herumgerrollt werden, daher ihre Kanten abrunden und nicht mehr in die Tiefsee hinausgeschleppt werden, so dass der Strand mit der Zeit ein Geröllstrand, endlich ein Sandstrand wird (cobble bench, pebble bench). Eine solche Küste ist schon dem Ausreifen nahe, sie ist angepasst (graded beach). Wenn das Zurückschieben des Kliffs so schnell erfolgt, dass die Flüsse sich gleichzeitig an die neue gegebene Erosionsbasis nicht anpassen können, so bleiben die Täler über dem Meere

hängen, die Bäche bilden manchmal sogar Wasserfälle oder Katarakte.

Was geschieht indessen in den Buchten? Das Meer selbst kann primär nur Buchten von gewaltigem Radius schaffen, die aber seicht und offen sind. Alle schmalen und langen Buchten entstanden wohl ursprünglich nicht unter dem Einflusse des Meeres, denn die Meereserosion untesscheidet sich von der fluvialen vor allem dadurch, dass die erstere 2- dimensional, die letztere 3- dimensional ist und auch die Freiheit besitzt, in die Seite oder in die Tiefe zu erodieren. Die Bewegung der Wellen in den Buchten ist wohl sanfter, die Energie viel geringer als an den Vorgebirgen, die Bewegungslinien der Wellen divergieren. Deshalb kann das von den Wogen an den Vorgebirgen fortgenommene Material hier im ruhigerem Wasser, das seine Transportkraft einbüsst, fallen gelassen werden und muss mit der Zeit besonders am Ufer ein Sandriff, schliesslich einen Sandstrand aufbauen. Im Anbeginne setzt sich dieser Geröll- und Sandstrand im innersten Winkel einer Bucht an, im Herzen der Bucht (bay-head), langsam wächst er immer mehr heraus, verbindet sich schliesslich mit dem Sandstrand der benachbarten kleinen Bucht (Fig. 3) und



Fig. 3.

schützt mit flachem Strand das zwischen den Buchten gelegene, nun funktionslose Kliff — das Anzeichen einer ausreifenden Küste. Hier brechen sich die Wogen ganz anders als an den Vorgebirgen. Besonders spielen auch die Küstenversetzungen eine bedeutende morphologische Rolle, die hier wie in einem todten Winkel das an den Vorgebirgen aufgenommene Material in Form von die

Buchten absperrenden Sicheln oder Zungen ablagern (Fig. 4). Die Sicheln wachsen so lange, bis sie die Bucht absperren und Strandseen hinterlassen, die bald zugeschüttet und in Land verwandelt werden. So nähert sich der Küstenverlauf immer mehr dem geradlinigen, er wird immer reifer. Der marine Zyklus kann eigentlich nie zur Senilität führen, denn diese ist identisch mit der Abrasion des ganzen Festlandes; in der Theorie wird dieser Zustand trotz der ungeheuren und fortwährenden Energieverluste der Meereswoge infolge Reibung und der eigenen Schwere einmal erreicht werden können, denn die Hauptquelle der Energie der Meereswoge ist ein von der solaren Erwärmung abhängiger, daher unverändert unerschöpflicher Faktor; aber in Wirklichkeit erfordert eine solche Abrasion des Festlandes so kolossale Zeitspannen, dass inzwischen Krustenbewegungen verschiedener Art den Abrasionsprozess alterieren; und so ist uns bis heute kein Fall eines vollständig greisenhaften Stadium einer dem marinen Zyklus unterworfenen Landschaft bekannt.

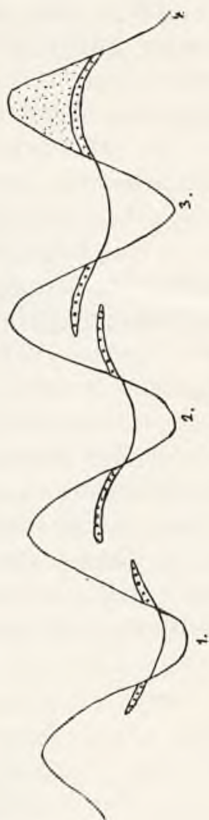


Fig. 4.

Also die Aufgaben eines Geomorphologen bei der Untersuchung einer Meeresküste lassen sich dahin resümieren:

1.) er muss die Genesis und das Aussehen der primären Form des untertauchenden Landes erkennen und rekonstruieren,

2.) er muss den Prozess des Untertauchens beleuchten,

3.) er muss zeigen, inwieweit die marinen und kontinentalen, an einer Küste ineinandergreifenden zerstörenden und aufbauenden Prozesse die primäre Küstenform umgestaltet haben.

Diese Aufgabe werde ich für die Küste der Riviera di Ponente zu lösen wenigstens versuchen ;ich habe diesen

herrlichen Küstenstrich während einer leider nur kurzen Exkursion Ende Juni 1908 kennen gelernt, immerhin so weit, dass ich fast die ganze Küste zwischen Voltri und Ventimiglia, wenn auch nur kursorisch abgegangen habe, dabei aber immer in die Täler etwas hinaufdrang z. B. im Rojatal bis Borgo San Dalmazzo. Nichtsdestoweniger ist klar, dass eine auf ein so grosses Gebiet sich erstreckende kursorischen Exkursion nicht die entgiltige Lösung aller hieher gehörigen Fragen sich zur Aufgabe setzen kann; ich bin schon zufrieden, wenn ihre Ergebnisse das Interesse und die Kritik anderer wecken und sie zu eigener Forschung in diesem herrlichen Winkel Europa's anregen.

Auch die Riviera di Ponente ist gleich der Riviera di Levante eine steile Gebirgsküste, entstanden durch Untertauchen eines in mehreren Zyklen abgetragenen und zerschnittenen Gebirges; nur ist die Westküste des Ligurischen Meeres eine Querküste in orographischer Hinsicht, an ihr münden zahlreiche Täler, während die Ostküste von einem durch grössere Täler kaum durchbrochenen Kettengebirge seiner ganzen Länge nach parallel begleitet wird. In den Tälern der Westküste finden sich Spuren, die auf eine Reihe von, von der heutigen verschiedenen Erosionsbasen verweisen; diese Anzeichen verknüpfen sich mit emporgehobenen Strandterrassen an der Küste zu je einer Formengruppe, die einer bestimmten Entwicklung, einem Zyklus angehört, wobei der Terminus Zyklus keine vollständige Entwiklungsreihe bedeutet, sondern nur alle bei einer bestimmten Lage der Erosionsbasis geschaffenen Formen umfasst, ohne Rücksicht darauf, wie weit diese Formen ausgereift sind. Auf diese Weise werden wir uns dem Bilde der primären Küstenform nähern. In einem zweiten Abschnitte betrachte ich die Veränderungen, die sie bis heute erlitten und in einem dritten kurz den Einfluss dieses ganzen Formenschatzes auf das Leben der Menschen, auf ihre Beschäftigung, die Anlage der Siedlungen und die Verkehrswege.

1.) *Die Gebirgslandschaft und die Strandterrassen.*

In dem wildromantischen Tale der Roja hat Rovereto [1] vor kurzem eine gewaltige Verjüngung festgestellt, deren Folge der grossartige Schluchtcharakter des Tales ist mit seinen steilen Felsenwänden und den zahllosen Katarakten im Flussbette, besonders zwischen Fontan und San Dalmazzo, wo die Schlucht so eng ist, dass die Strasse an manchen Stellen sich in den Felsen eingraben musste. Aber nicht nur in dieser berühmten « Gola » mit ihren 300 m hohen wilden Wänden können wir die Verjüngung feststellen, sie hat hier nur dank der Härte und Klüftigkeit des Materials, eines Jurakalkes, ganz besonders scharfe Formen angenommen und bewahrt. Talaufwärts schreitend erkannte ich sie schon sehr bald bei San Lorenzo und an den Hängen des Magliocca (515 m). Doch beginnen wir vom Oberlauf.

Nördlich San Dalmazzo zeigt uns der Ausblick von dem Berge zwischen den Tälern der Roja und Briga in der Höhe zugerundete und reife Gipfel- und Gehängeformen, die sanft sich herabsenken zu den tiefen Tälern, aber in der untersten Partie des Gehänges plötzlich steiler werden. Der Knick im Gefällsgehänge senkt sich relativ gegen den Talboden, so dass wir in der Richtung gegen Tenda schliesslich die Talböden selbst reif und weit sehen. Hier gehört der ganze Formenschatz einem einzigen Zyklus an, während die etwas steileren jüngeren Formen bei San Dalmazzo einem jüngeren Zyklus angehören, der noch nicht in das oberste Rojagebiet eingedrungen ist. Die Verjüngung wird gleich bei San Dalmazzo in dem harten Verrucano und Triaskalk stark akzentuiert. Sie steigert sich gewaltig etwas unterhalb im widerstandsfähigen Jurakalk in der berühmten Gola di Roja, die, seit hier ein Automobilomnibus verkehrt, auch stark besucht wird. Als ich an der französisch-italienischen Grenze nördlich Fontan eine nahe Höhe bestieg, war ich überrascht über

---

(1) ROVERETO G., *Geomorfologia delle Valli Liguri*. Genova, 1904, p. 62-63.

den scharfen Kontrast der älteren Formen in der Höhe und der jugendlichen der in der Tiefe eng und endlos sich windenden Schlucht und über die Tatsache, dass einzelne kleinere Seitentäler mit ausgereiftem Quellgebiet, in einer 250-300 m hohen Stufe mit kleiner Schlucht, Katarakten münden. Sie konnten wegen der Permeabilität des Kalksteins und seiner Härte der Verjüngung im Haupttale nicht nachkommen und hängen nun als Zeugen eines älteren Zyklus über den jüngeren Formen. Die Verjüngung erreicht hier 300 m.

Fontan selbst liegt in kleinem Kessel, der offenbar seine Existenz der Weichheit des Materials verdankt. Unterhalb schneidet die Roja in zwei neuerlichen Schluchten wieder harte Jurakalkbänke. Da liegt typisch Saorga wie ein Adlernest sehr malerisch genau an der Grenze der älteren, in der Höhe gelegenen und zur Bebauung geeigneten Formen und der jüngeren, tiefer gelegenen, die 300 m über das Tal emporsteigen und die man in zahlreichen Serpentinen im Anstieg überwinden muss. Je weiter gegen Süden desto jünger sind die die Gegend aufbauenden Schichten, desto weicher sind sie auch, desto typischer auch die Windungen und Mäander des Flusses. Die Faltung, deren Effekt man an zahlreichen herrlichen Aufschlüssen studieren kann, erzeugte mehrere liegende oft stark ausgewalzte Falten, die uns den Gedanken an Ueberfaltung nahelegen. Zwischen Piena (585 m) und Airole (Mte. Caviglia 555 m) erhielt sich die alte Oberfläche selbst in gut kenntlichen Einebnungsflächen die in 400-450 m über dem Fluss gelegen, die oft steil gestellten Schichtköpfe der Kreidekalke abschneiden. Beim Km 8 sinkt die Kreide unter das Eozän gegen Süden; gleichzeitig erweitert sich in dem bedeutend weicheren Gestein das Tal, die Gehänge werden sanfter, die Höhen stärker abgetragen und zerschnitten. Es beginnen Flussebenen den Fluss zu begleiten und verbreitern sich meerwärts immer mehr.

Es stellt sich also die Entwicklung des Rojatales in den beiden bisher besprochenen Zyklen folgendermassen dar:

Unterlauf Ventimiglia — Km 8	Mittellauf — Km 20	Oberlauf — Dalmazzo	Quellgebiet — Col di Tenda
Die Formen des ersten Zyklus			
ganz reif	reif	jung	ganz jung
wurden durch die Verjüngung des zweiten Zyklus			
ganz vernichtet	zerschnitten	kaum berührt	nicht berührt

Gleichzeitig mit dem Verschwinden der reifen Formen des älteren Zyklus in der Umgebung von Airolo in der Höhe von 540-530 m können wir die Spuren eines jüngeren Zyklus konstantieren, der sich zwischen die zwei früher erwähnten einschiebt; seine etwas reiferen Formen, die tief unter den Formenschatz des älteren Zyklus herabreichen, schneiden ab an Steilabhängen und die zu ihnen gehörigen Talformen münden in kleinen Schluchten ja selbst Wasserfällen; einen interessanten Fall beobachtet man an dem Westabhang des Mte Pozzo bei Varase, nämlich neben einander zwei Tälchen, eines ganz im Sandstein mit kleiner Mündungsschlucht, das andere über einem etwas härteren Kalkstein mit Wasserfall mündend (Fig. 5). Das erste Tälchen hat sich schon an das neue etwa 100 m tiefere Erosionsniveau ange-

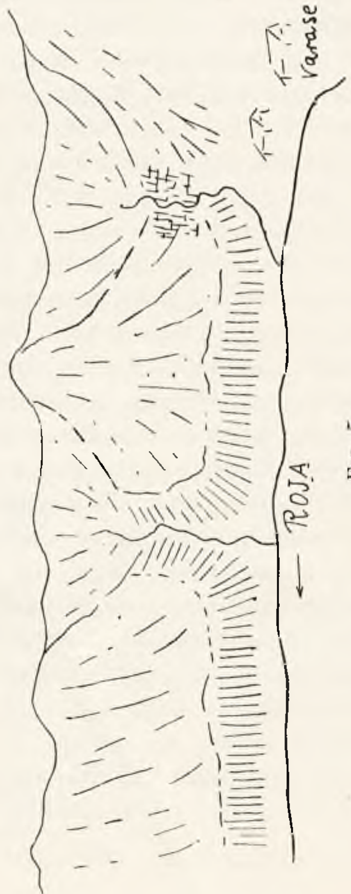


Fig. 5.

passt, das zweite noch nicht, indem es die alte Mündungshöhe konservierte. Die reifen Formen dieses mittleren Zyklus kann man unterhalb in Gestalt einerschwachen Leiste bis San Bernardo nahe Ventimiglia verfolgen; besonders deutlich erkennt man den Gegensatz der beiden Formengruppen am Berge Magliocca (Fig. 6), wo die Differenz der Erosionsbasen etwa 60-70 m beträgt.

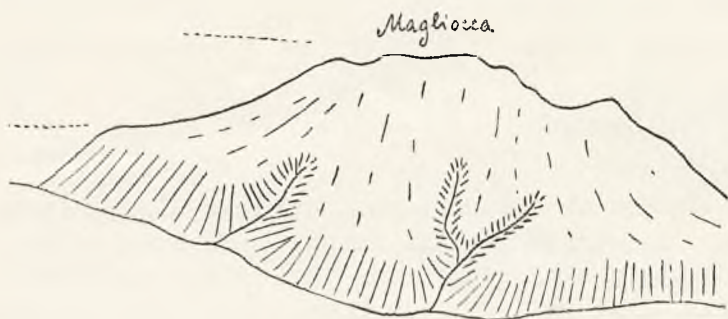


Fig. 6.

Was die Deutung und die Altersfixierung dieses Formenschatzes anbelangt, halte ich es für wahrscheinlich, dass die Formen des älteren, I. Zyklus sich in früherer Zeit anschlossen an die Strandbildungen des pliocänen Meeres, die sich heute noch in der Umgebung von Ciaise (N. Ventimiglia) bis 516 m. emporheben; daher halte ich das Alter dieses Zyklus für pliocän und zwar, weil noch eine Reihe von Zyklen, wie wir sehen werden, ins Pliocän fällt, für Unterpliocän; er brachte die Gebirgslandschaft in der Nähe des Meeres zum völligen Ausreifen, während die Quellgebiete relativ jung verblieben. Die Hebung des Pliocäns verursachte eine Zerschneidung dieser Landschaft bei einer Erosionsbasis, die um 50-60 m die heutige überragte; diese Zerschneidung vermochte etwas reifere Formen bloss nahe der Flussmündung zu schaffen; am Oberlauf und Mittellauf waren die jugendlichen Formen noch so schmal, dass spätere Erosion sie vollständig zerstört und im Tale der Roja keine Spur von ihnen übrig gelassen hat. Es entsteht die Frage, ob dieser Zyklus noch pliocänen oder schon pleistocänen Alters ist; zur Entscheidung dieser Frage haben wir im Rojatal keine Anhaltspunkte; im-

merhin ist das letztere nicht sehr wahrscheinlich, weil ich auf Grund von zahlreichen Beobachtungen über wahrscheinlich fluvioglaziale Schotter feststellen konnte, dass die postglaziale Erosion selbst im Schotter das Tal weder im Unterlauf bei Bevera noch am Oberlauf bei San Dalmazzo über 30 m vertieft hat.

Es gelang also den Formenschatz im Rojatal folgenden 3 Zyklen zuzuweisen:

Name des Niveau's	Höhe der Erosionsbasis	Alter	Nummer
1) Ciaise	+ 500 m	Unt. Pliocän	I
2) San Bernardo	+ 50 — 60 m	Ob. Pliöcan	IV
3) Das heutige	0 m	Recent	VI

Wenden wir uns nun entlang der Riviera gegen Osten, um den weiteren Verlauf des hier gegliederten Formenschatzes zu verfolgen. Halten wir Umschau von der Höhe Santa Croce im S. von San Biagio della Cima, wo man einen prächtigen Blick in das Nervia- und Vallecrosiatal hat. Beide Täler unterscheiden sich von einander dadurch, dass letzteres schmäler, mehr gewunden ist, so dass die Ortschaften (San Biagio, Soldano) an das Gehänge gedrückt erscheinen, während ersteres einen breiten, zugeschütteten Talboden aufweist, auf dessen Geröllfläche der Fluss in zahlreichen freien Windungen hinzieht. Heute berührt der Fluss nicht mehr die Gehänge, nichtsdestoweniger erkennen wir, wie Fig. 7 zeigt, regelmässig eine Facettierung der gegen Tal streichenden Rücken, eine Verjüngung unterhalb eines scharfen und gut sichtbaren Gefällknies; dieses liegt im unteren Talteile 150-200 m, im oberen gegen 350 m über dem heutigen Talboden; es entspricht das etwa einem Tal, dessen Boden in der Gegend der heutigen Küste in etwa 120 m ausmündete, also tiefer als zur Zeit des Zyklus I, höher als während des Zyklus IV; Spuren dieses Zyklus III haben wir im Rojatale nicht entdecken können, höchstens gehören hieher terrassenartige Reste oberhalb des alten Ventimiglia in 163 m. Ueber den schon etwas ausgereiften Formen des Zyklus III finden wir stellenweise, so z. B. auf dem Mte Belgestro (587 m) grosse Einebnungsflächen in 550-570 m, auf denen hier Perinaldo (572 m), die Geburtsstätte des berühmten

Cassini, liegt. Diese gealterten Formen entsprechen dem unterpliocänen Zyklus I. An sie schliessen sich terrassenartige Formen, die entlang des Rückens Cta S. Bartolomeo

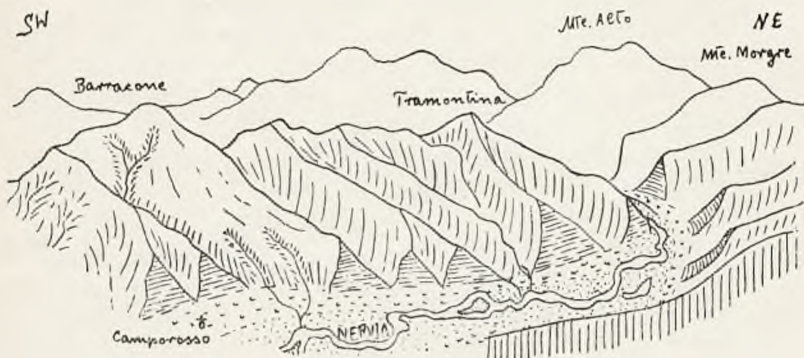


Fig. 7.

herabreichen gegen Madonna del Carmine (430 m), die wieder sich mit den hochgelegenen Ablagerungen des Pliocäns, das hier in einer weiten, noch heute erkennbaren Bucht, die vom Mte Nero, Cta S. Bartolomeo (493 m), Mte Rebriffao (461 m), Mte Barracone (514 m) und Mte delle Fontane (461 m) begrenzt wird, abgelagert wurden. Im Osten dieser Bucht erhebt sich das Pliocän nicht mehr so hoch wie im Westen, nicht über 500 m. Es ist, wie wir später sehen werden, ein allgemeines Gesetz, dass die Hebung des Pliocäns gegen Osten zu an Intensität verliert, je mehr wir uns Genua nähern.

Die Ablagerungen des pliocänen Strandes sind nicht nur wichtig für die Feststellung des Alters des Zyklus I, sondern sie decken uns in ihrer Struktur eine alte Küstenebene auf; die hauptsächlich aus einem Wechsel von sandigen und geröllreichen Schichten bestehenden Ablagerungen fallen ganz regelmässig mit 10-15° seewärts, wie man dies an den grossen Aufschlüssen am Mte Bauso deutlich erkennt; wir selbst sind beim Aufstieg zum Mte S. Croce sehr häufig auf den sanft ansteigenden Schichtflächen des pliocänen Konglomerats emporgestiegen. Dort, wo unter dem harten Konglomerate an die Oberfläche wieder Sandstein ausstreicht (Fig. 8), bildet sich ein sub-

sequenter Steilabfall, eine pliocäne Cuesta, deren Spuren wir deutlich an dem sehr steilen Nordrand der Berge S. Croce (361-208 m) und Mte Bauso (231-170 m) erkennen. Der Zyklus III mit der Erosionsbasis + 120 m ist bedeutend jünger als der Zyklus I des Unterpliocäns. Die zu ihm gehörenden Formen scheinen im Vallecrosiatal höher zu liegen als im Nerviatal; ich wage nicht zu entscheiden, ob dies dem kleineren Einzugsgebiete des Vallecrosia zuzuschreiben ist oder auf eine tektonische Verschiebung, eine Transversalfaltung oder einen Bruch zwischen beiden Gebieten, der die Gegend des Vallecrosia relativ etwas gehoben hätte, zurückzuführen ist. Auch Andeutungen des Zyklus IV findet man in der Umgebung von Bordighera, so vor allem die Strandterasse, auf der das malerische alte Bordighera erbaut ist, in 46 m Höhe.

Es gelang also in der Umgebung von Bordighera folgende Zyklen wiederzufinden, respektive neu zu entdecken:

I.	Ciaise	Unterpliocän;	Erosionsbasis	+ 490-500 m
III.	Sta. Croce	Mittelpliocän;	»	+ 100-120 m
IV.	S. Bernardo	Oberpliocän;	»	+ 50-60 m
VI.		Recent;	»	0 m.

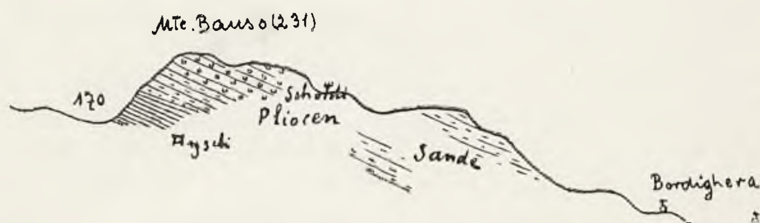


Fig. 8.

Ein nächster ausserordentlich dankbarer Aussichtspunkt ist der Mte Corvi (213 m.) im Westen, oder noch besser der Kapellenberg (115 m.) im Osten der weiten, flachen Bucht von San Remo. Das Hinterland dieser Bucht wird gebildet durch eine Reihe von Rücken, die ausgezeichnet sind durch eine fast gleichmässige Höhe, und sich langsam und weich gegen das Meer senken (Fig. 9). Erst in der Entfernung von 3-4 Km vom Meer erhebt sich das Land zu den 600-1000 m hohen Bergen (Bandito 703 m, Caggio 1090 m, Bignone 1299 m). Diese Vorstufe stellt

offenkundig eine grosse, zerschnittene Strandterrasse dar; aber ihr Niveau entspricht nicht den bisher erkannten und beträgt dort, wo es noch am wenigsten abgetragen ist, auf dem Vorgebirge Corvi, 213 m; ähnlich auf dem Rücken zwischen dem Valle Foce und dem Valle di Francia 200 m, auf dem breiten flachen Rücken in der Regione Viletta 200 m und auf dem Rücken, auf dem Poggia (232 m) liegt, auch etwa 200 m. Daher lag damals, da dies eine Strandterrasse ist, auch die Erosionsbasis in + 200 m. Später werden wir erfahren, dass dies eines der hervorstechendsten Niveau's an der Riviera di Ponente ist (II).

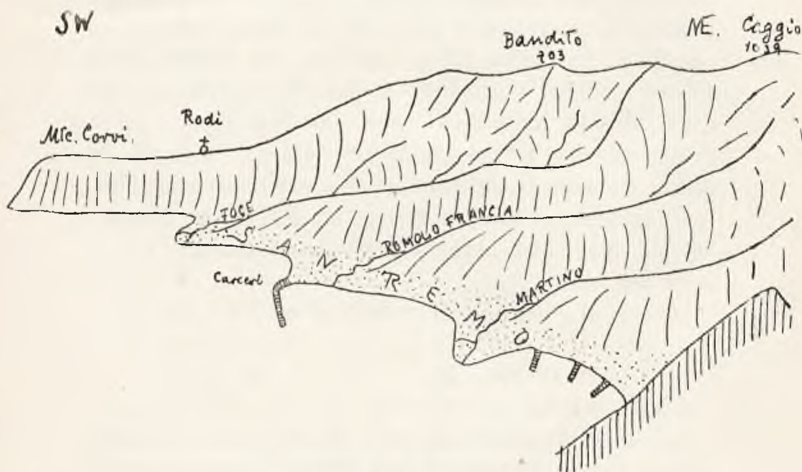


Fig. 9.

Dasselbe Niveau erkennen wir in der fast ebenen Terrassenoberfläche, auf der Bussana vecchia steht; noch in grösserem Massstab finden wir dieses Niveau ausgeprägt jenseits des Tales der Taggia an zwei Ebenheiten, ähnlich den Resten einer Terrassenlandschaft, wie bei San Remo. Auf diesen Ebenheiten liegen die Ortschaften Cipressa (230-250 m), Terzovio (200 m), Pompeiana (200 m) und im Rücken des Mte Grange sehen wir das Profil der sich langsam landeinwärts von 207 m bis zu 275 m (bei Castellaro) erhebenden alten Küstenebene, die sich dort mit dem steileren Hinterlande verknüpft. All das sind die Reste einer grossen Bucht des mittel-

pliocänen Meeres mit einem Niveau von 200 m und etwas darüber. Auch hier sieht man deutlich die Steilküste dieser Bucht, die gebildet wird durch die, die Terrassenlandschaft um 200-250 m überragenden Berge von della Costa (401 m) bei Costamara, über Pian delle Vigne (539 m) und Cla. dell'Omo 580-605 m bis zu M. delle Fontane 781 m.

Obgleich die Terrassenformen des Niveau II in der Gegend von San Remo bis Santo Stefano sich in so breiter Entwicklung erhalten haben, finden wir hier auch Spuren niedrigerer Niveau's; so ist der Zyklus III erkennbar in der deutlichen Strandterrasse des Capo verde oder der Punta d' Arma (115 m.) und auch in den Gipfelflächen der Hügel La Colina 120 m und des Mte Stefano (etwa 150 m) zwischen Riva Ligure und Santo Stefano; und der Zyklus IV hinterlässt seine unzweideutigen Spuren in der schönen Terrasse, auf der Bussana nuova (50 m) erbaut ist und die ausserordentlich regelmässig und geradlinig ansteigt bis San Pietro, am Fusse von Bussana vecchia. Auch hier haben wir im Formenschatze Ueberreste des

Zyklus	II	Mittelpliocän	Niveau	+ 200 - 220 m.
»	III	»	»	+- 100 - 120 m.
»	IV	Oberpliocän	»	+ 50 m.
»	VI	Recent	»	0 m.

Um einen etwas detaillierteren Einblick ins Taggiatal zu bekommen, bestieg ich von Riva di Ligure aus den Mte San Salvatore (NE Taggia, S Monte Faudo). Sowohl der Weg hin als die Aussicht von der Höhe erwies sich ausserordentlich dankbar (Fig. 10). Unser Auge überblickt eine gebirgige Landschaft, die stark bewaldet und stark und tief zerschnitten ist durch ein dichtes Talnetz. Mit der Zeit vermögen wir im komplizierten Landschaftsbild einige Reihen von zusammengehörigen Formengruppen auszuscheiden und ihre Beziehungen zu einander festzustellen. Ich gruppiere sie im Folgenden systematisch:

1.) Auffallend ist die ebenflächige Oberfläche des gegenüberliegenden Mte Bignone zwischen 1000 und 1200 m Aber die Rekonstruktion eines einheitlichen Niveau's gegen Fascia d' Ubaga (1038 m) und Mte Merlo (1014 m)

am östlichen Abhang der Berge M. Colletarro (1300 m), weiter gegen M. Palacca (1053 m) und Costa Tomena (1049 m) am östlichen Abhang des Mte Ceppo (1627 m) erscheint mir zu sehr gewagt. Die Erosionsbasis dieses Systems müsste man in etwa 900 m annehmen.

2.) Die oben erwähnten Berge und Ebenheiten erheben sich mit einem Steilabfall über einer Formengruppe, die stellenweise auf längere Strecken einheitlich fortlaufende Ebenheiten aufweist. Besonders schön ist die sanfte, einheitlich fallende Einebnungsfläche zwischen den Punkten 900 m im Osten des Mte Bignone und San Giovanni (754 m) und M. Colma (649 m). Zu diesem Niveau gehören



Fig. 10.

auch die Rücken des San Salvatore auf dem wir stehen (720-750 m), des Mte Sette Fontane (781 m) bis zur Cima dell'Omo (580 m); diesen Rückenformen entsprechen die ausgereiften Talbodenreste, die sich in manchen Winkeln, noch nicht erreicht von der folgenden Verjüngung, erhalten haben und sich zwischen dem C. Menando und C. Bara (am SE Abhang des Mte Ceppo) bis zu 1000 m erheben. Alle Formen dieses Zyklus, dessen Erosionsbasis wir in etwa 600 m zu suchen haben, haben schon den Zustand völliger Reife erlangt. Beide oberwähnten Formengruppen sind älter als die unterpliocänen Formen des Zyklus I, dessen Eronsionsbasis noch tiefer liegt.

3.) Indem wir etwas steilere Gehänge herabsteigen, treffen wir bald auf etwas reifere, einem jüngeren Zyklus angehörige Formen. Wir zählen hieher a) die reifen Rückenformen an der Nord- und Nordostseite des Orenti-

natales in der Umgebung von Vignai (765 m), Angallo (700 m) und der unteren Häuser von Carabaudo; sie stellen die Flanke eines Tales dar, dessen Boden ich bei Vignai auf 700 m, bei Crabaudo auf etwa 620 m schätze; b) im Haupttal der Argentina gehören hieher die Formen oberhalb des grossen Gefällsknickes am Gehänge in 600 m San Giorgio, in 450 m oberhalb Taggia, und den zugehörigen Talboden schätze ich bei San Giorgio auf 500 m bei Taggia auf 400 m; c) In den Nebentälern sind hieher zu rechnen die oberen Talgebiete, in die die Verjüngung des folgenden Zyklus noch nicht eingegriffen hat und die durch ihre reifen Formen scharf abstechen von dem ganz jugendlichen Unterlaufe. Ein solches Tal, das der Taglia, durchwanderte ich beim Aufstieg zum San Salvatore. Ganz steile, dunkel bewaldete Hänge mufassen den unteren Teil des Tales, das mit grossem Gefälle und zahlreichen Kaskaden zur Tiefe geht. Dabei ist der Talboden so eng, dass der Weg an der Flanke des Tales mühsam emporklettern muss. In der Höhe von 550 m verändert sich plotzlich das Landschaftsbild des Tales vollständig; oberhalb des auffällig kräftigen Gefällsbruches betreten wir ein ganz reifes Tälchen, mit 20 m breitem Talboden, der ganz versumpft ist, und reifen, wiesenbedeckten Gehängen. Hier konnte der Weg bequem auf dem Talboden selbst aufwärts geführt werden.

Auch jenseits an der Ostseite des Mte S. Salvatore ist der obere Talschluss des Lorenzotales amphitheatralisch gebaut mit flachem, weitem Boden und ganz reifen Gehängen, fast karähnlich, wenn man die gewaltige Stufe betrachtet, die dieses obere Talstück trennt von dem unteren schluchtartigen und jugendlichen. Der Rand der Stufe liegt auch hier in etwa 500 m. Der reife Talboden des oberen Talschlusses zieht als schmale Erosionsleiste weithin über dem dunkeln, waldreichen, steilen und unbewohnten heutigen Tal und trägt selbst die Ortschaften Pietrabruna (390 m) und Boscomare (360 m) in 150 m über dem heutigen Talboden. Die Erosionsbasis dieses ganzen Formenschatzes liegt in etwa 400 m. Da das bei Ventimiglia bis 513 m reichende Pliocän schon in der Umgebung von Bordighera auf etwa 480 m sinkt und weiter im Osten

nur zu bedeutend geringeren Höhen sich erhebt, so halte ich die eben besprochene Formengruppe für Unterpliocän und zugehörig zum Zyklus I, obgleich das Pliocän in der Umgebung von Castellare sich nicht über 300 m zu erheben scheint, denn es wird in seiner Verbreitung durch Denudationsgrenzen bestimmt. Die ganze Höhe des M. Grange-Castellare ist, wenn auch oft nur in dünner Schicht, bedeckt mit pliocänen Strandgeröllen und Strandkonglomeraten, die gutgerundet und geschichtet mit 10-15° meerwärts fallen, was besonders dort deutlich erkennbar ist, wo sich kleine, wechsellagernde Lehmbänke oder Lehmlinsen finden. Mich bestärkt in der obigen Anschauung dass der bei der Erosionsbasis von 400 m hier geschaffene Formenschatz im Landschaftsbilde dank seiner Breite, seiner weiten Entwicklung und guten Erhaltung ebenso dominiert, wie die reifen Formen des Zyklus I im Rojagebiet.

4.) Ich erinnere daran, dass ich früher schon die tieferen Entwicklungsgruppen skizziert habe, so dass ich für die Umgebung des Taggiatales folgende schematische Zyklenprofile aufstellen kann: (Fig. 11)

		Alter	Erosionsbasis
1)		?	900 m.
2)		Miocän	600 m.
3)	I	Unterpliocän . . .	400 m.
4)	II	Mittelpliocän . . .	200 m.
5)	III	» . . .	120 m.
6)	IV	Oberpliocän . . .	50 m.
7)	VI	Recent	0 m.

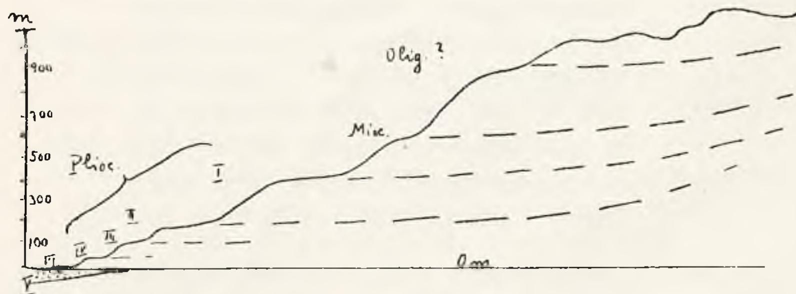


FIG. 11.

In der Umgebung von Porto Maurizio und Oneglia hinderten mich Nebel und Zeitmangel, eingehendere Beobachtungen anzustellen. In der Umgebung von San Lorenzo, beim km 136, konnte ich die Höhe einer schönen Strandterrasse mit 60 m bestimmen und die Fastinsel, auf der Porto Maurizio liegt, ist vielleicht auch ein, etwas stark abgetragener Rest derselben Terrasse (47 m) (IV); hinter ihr findet man terrassenartige Bildungen und an sie anknüpfende kontinentale Formen in 110 m im N und 112 m im NE von Porto Maurizio, die sich gegen NW auf 184 m und höher erheben; auf diesen Flächen liegen Caramaguetta, Artallo, Ricci, Caranigua, Cantalupo etc. (III). Hinter diesen erheben sich die Rücken steiler zu den terrassenartigen Formen bei N. S. delle Grazie di Civezza (260 m) und Mte Bardelino (270 m) (II); schliesslich können wir den Rücken, der mit der terrassenartigen Ebenheit des Mte Rosa (302 m) einsetzt und sich sanft zum Colla Bassa (539 m) erhebt, vielleicht zum Niveau I rechnen. Aehnlich finden wir im Imperotale Reste älterer Entwicklungen, so zum Zyklus IV gehörige Flächen auf dem Wege nach San Luca und M. Bardelino, auf denen dann auch Castelvecchio in 83 m und Costa d'Oneglia in 130 m sich befindet.

Interessanter ist die Umgebung von Cervo und Diano Marina [1], wo zahlreiche Reste älterer Entwicklungen noch heute terrassenhafte Oberflächen aufweisen und auf denen die aus den engen, rezenten Talböden fliehenden Ortschaften sich anlegten. Ganz kurz gesagt gehören zum

		Erosionsbasis
Zyklus IV	die schöne Terrasse, die das Städtchen Cervo trägt in 66 m, die kleine Terrasse mit kleinem Kliff hinter Rovere in 70 m	60 m.
Zyklus III	die Oberflache des Riedels hinter Rovere in 102 - 120 m, der Rücken mit S. Bartolomeo del Cervo (128 m); die terrassenartigen Leisten, auf denen Diano Castello (135 m), Diano San	

[1] Das Bild des hydrographischen Netzes der Bache Cervo und San Pietro zeigt deutlich, dass es heute isolierte Glieder eines einst einheitlichen Systems (Fig. 12) sind.

	Pietro (177 m) und Borello (200 m) liegen	120 m.
Zyklus II	die Ebenheiten des Cervotales mit Chiappa (225 m), Tovo (300 m), Tovetto (300 m), Villa Faraldi (300 m); im San Pietrotal Flächen mit dem Dorf Serreta (200 m)	200 m.
Zyklus I	die sanfte Plattform mit Feretti, die langsam sich emporhebt zum Mte Lesie (522) und auf 600 m	300 m.



Fig. 12.

Bevor wir weiter nach dem Osten gehen, um kurz die übrigen Beobachtungen zu besprechen, müssen wir zwei Tatsachen, die sich aus dem Bisherigen ergeben, feststellen. Wir sehen, dass die Erosionsbasen der Zyklen IV, III, II auf der ganzen Strecke von Ventimiglia bis Cervo sich auf derselben Höhe ungefähr konstant halten. Aber die Erosionsbasis des Zyklus I fällt von 550 auf 400 und 300 m in demselben Sinne, wie die Höhe, welche die pliocänen Ablagerungen erreichen, gegen Osten sinkt. Dieses Niveau ist also ohne Zweifel. und zwar nach dem Unterpliocän und vor dem Mittelpliocän, schiefgestellt worden in der Richtung W-E mit einem östlichen Gefälle

In den schiefgestellten Block schnitt das Meer während verschiedener Stillstände im Mittel-und Oberpliocän noch heute fast horizontale Strandterrassen ein; an sie passten sich die Gewässer des Festlandes an. Dagegen senken sich die Formen der älteren Zyklen im Osten, wie anzunehmen ist, unter das Niveau der horizontalen Terrasse und müssen verschwinden. Dank der grösseren Hebung im Westen hat dort die grosse Verjüngung noch nicht das Jugendstadium überwunden, während sie im Osten zu schon reifen Formen sich durchgerungen hat; allerdings spielen hier auch Unterschiede des Materials mit. Die transversalè Schiefstellung der ligurischen Küste im Vergleich zum Verlauf der Schichten und der Hauptkette ist an den älteren, praepliocänen Niveau's nicht deutlich erkennbar, weil zu wenig Glieder dieser Entwicklungsreihen sich bis heute in deutlicher Form erhalten haben.

Die zweite Tatsache, auf die ich noch das Augenmerk lenken möchte, ist folgende: Alle grösseren Täler, die wir bisher kennen lernten, das der Roja, Nervia, Vallecrosia, Taggia, des Impero erweitern sich nahe der Mündung ungewöhnlich und fast plötzlich und sind zugeschüttet mit mächtigen Schottern, die Flussebenen bilden. Die scharfen Knicke zwischen Alluvium und dem oberhalb gelegen Talboden, schliesslich die plötzliche Verbreiterung lassen vermuten, dass der eigentliche anstehende Talboden unter das Meeresniveau herabgeht (1) und sammt seinen jugendlichen Gehängen einer Enwicklungsphase V angehört, die sich bei einem Meeresniveau, das tiefer stand wie das heutige, entwickelte; bei einer kleinen positiven Bewegung der Erosionsbasis drang das Meer in diese ertrunkenen Täler ein und wich erst, als die Flussdelta's

(1) Diese versunkenen Talböden haben nichts mit den von Issel (Liguria Geologica e preistorica I, 95 e seg., Comptes Rendus de l'Ac. des Sr. Paris 1887, 24. und 31. Jänner) beschriebenen zu tun; diese halte ich mit Rovereto (Geomorfologia delle Coste, Genova 1903, 167) für Pseudotalböden und zwar aus dem Grunde, weil, wie wir sehen werden, die miocänen Täler bedeutend höher als der heutige Meeresboden liegen, andererseits es nicht wahrscheinlich ist, dass etwa oligocäne Täler durch das postoligocäne Bombement Liguriens so tief gekommen und sich so gut erhalten hätten.

es hinausdrängten. Wie wir sehen werden, ist eine solche positive Verschiebung der Erosionsbasis noch in historischer Zeit eingetreten und ich glaube nicht fehl zu gehen, die ganze Entwicklung V als pleistocän anzusprechen.

Im Folgenden will ich die Beobachtungen auf der Strecke Cervo-Genua wenigstens kurz beleuchten, sie leiden mehr denn die anderen an Unvollständigkeiten, da mir, als ich meine Studien begann, die oben geschilderten Verhältnisse noch nicht ganz klar waren, ich aber später nicht in der Lage war, meine dort gemachten Beobachtungen zu ergänzen. In der Umgebung von Laigueglia, wo kein grösserer Fluss mündet, erkennen wir die Spuren dreier Entwicklungsphasen (Fig. 13). Der Rücken der Cima Laiguelia (285 m) senkt sich ganz sanft über Andora zum Capo Mele (223 m); von ihm ziehen auf den Nebenrücken breite Rückenflächen nicht unter 200 m herab; diese Formen gehören wohl zum Zyklus II; aber auch noch unterhalb sind die Rücken breit und reif, aber zerschnitten von jugendlichen Tälern. Diese reiferen Formen brechen nahe dem Orte an einer 55-60 m hohen und scharfen Falaise ab, ein kleines Tälchen bei Km 98 ist dabei hängen geblieben; ich rechne daher die reiferen Formen zum Zyklus IV und die jüngeren zum Zyklus V, der allerdings hier dank dem kleinen Einzugsgebiete vielleicht

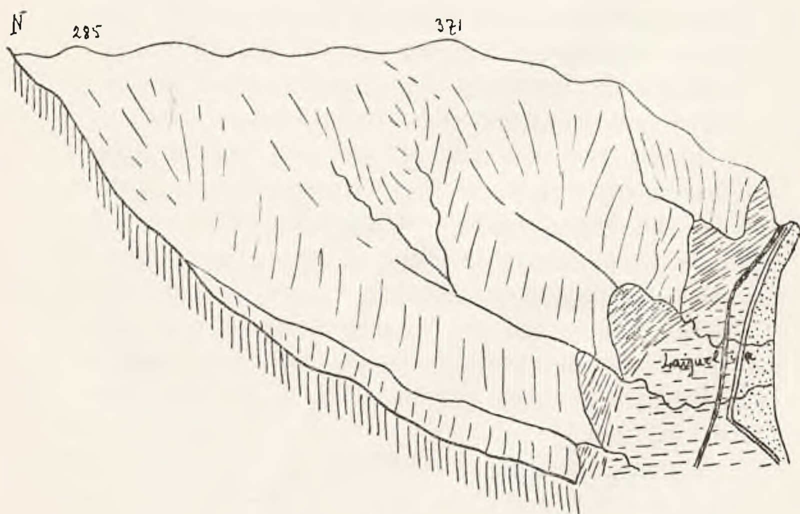


FIG. 13.

nicht unter das heutige Meeresniveau heraberodiert hat. Man könnte den obigen Ausführungen entgegenhalten, dass die Falaise einfach durch das siegreiche Vordringen der Brandungstätigkeit gegen das Land ohne Niveauänderungen zustande gekommen ist. Es ist nun richtig, dass für die Entwicklung einer Landschaft es gleichgiltig ist, ob das Meeresniveau weit draussen sinkt oder ob es ohne Niveauverschiebung landeinwärts geschoben wird — in beiden Fällen wird die gegebene Gefällskurve an Steilheit gewinnen und damit einen neuen Zyklus inaugurieren, das erste Mal durch Senkung der Erosionsbasis, das zweite Mal durch Kürzung der Lauflänge des Flusses. Aber in diesem Falle haben wir zufällig einen Beweis dafür, dass das Meer selber einst etwa 50 m höher stand; denn an dem Vorgebirge beim Km 99 findet man bis zu dieser Höhe ein ungeheures Lager von roten Geröllen, die manchmal gutgerundet sind, aber keine fluviatile Struktur besitzen; sie sind stark verkittet und wahrscheinlich pliocänen Alters. Sehr deutlich unterscheiden sich diese roten Schotter von dem nebenan liegenden Gekrieche des Flysches, in Farbe (dieses ist grau) und Aussehen (dieses ist stark eckig und gebrochen). In beiden losen Materialien haben die Schlagwässer von Platzregen ausserordentlich steile Racheln eingerissen (Wände 25-30 m hoch, Gefälle 50°); daneben ist der in allgemeinen S fallende dunkle Flyschkalk und kalkiger Sandstein mit viel Kalzitadern, stark gefältelt. Die erwähnten Konglomerate stellen also bis zu 50 m hoch emporreichende Strandbildungen dar.

In der Bucht von Alassio findet man keine deutlichen Spuren von Strand und Flussterrassen. Es scheint, als ob die Weichheit und Schlüpfrigkeit des Flyschmaterials ihrer Erhaltung wenig förderlich wäre. Ganz schwache Reste scheinen in der Ebenheit von Solva und in den Gehängeknicken an den Vorgebirgen erhalten zu sein.

Viel interessanter ist die weite Bucht von Albenga, zugeschüttet von dem gewaltigen Delta, das die grösste Küsten- und Flussebene der Riviera di Ponente darstellt. Die umliegenden Höhen sind ganz aus küstennahen Bildungen des Pliocäns, die sanft zum Meere abfallen und nirgends mehr höher als 300 m reichen, aufgebaut. Der

ganze Formenschatz dieser Gegend ist ausschliesslich pliocän und pleistocän; trotz schmaler Spuren von Ausreifung und Verjügung gelingt es hier nicht, ältere Niveau's zu verfolgen, denn sie sind in dem widerstandslosen, lockeren pliocänen Materiale der Vernichtung nicht entronnen und alle in ausdruckslose, zugerundete Rücken und Hügel umgewandelt worden. Umso klarer ist hier die pleistocäne Geschichte, die schon Rovereto aufgedeckt hat ([1]). Die Täler des letzten vorpleistocänen Zyklus schufen bei der Mündung einen breiten Boden, der zu Beginn des Pleistocäns vom Meer erfüllt wurde. Die altquartäre Bucht reichte bis Villanova, Bastia, Campochiesa und war bis 4.5-6 Km. breit. Damals mündeten der Lerone, die Arroscia und Neva selbstständig ins Meer; mit der Zeit bauten sie sich Deltas vor, die zusammenwuchsen und sich rasch des Meeres erwehrten, es hinausdrängten. Die einzelnen Bäche vereinigten sich zu einem Strome, der Centa, die entsprechend ihrer Grösse rasch das Delta ins Meer vorbaute. Das damals entstandene altquartäre Delta hat die Centa dann später zersägt, so dass es aussieht wie eine Akkumulationsterrasse und, da ihre Ränder scharf sind, frage ich mich, ob die Zerschneidung nicht unter einem plötzlichen Impulse erfolgte, einer quartären negativen Strandverschiebung. Das jungquartäre Delta grenzt mit einem 5 m hohen Steilrand gegen das Alluvium. Auch dieses Delta musste noch zerschnitten werden, als der Meeresspiegel 6 m unter dem heutigen Niveau stand, wie das die Aufdeckung von Land- und Sumpfablagerungen in - 5.83 m beim Graben eines Brunnens in Albenga postuliert. Noch in der Römerzeit stand das Meer tief, denn die schöne römische Brücke im Norden der Stadt Albenga sinkt mit ihren Pfeilern unter den Meeresboden und ist heute bis zu ihrer halben Höhe im historischen Alluvium begraben. Seitdem hob sich das Meeresniveau wieder, denn Sumpf und römische Brücke wurden verschüttet ([2]). Der Fluss, der bis ins XVII. Jahrhundert über die Lokalität des Pontelungo

---

([1]) Rovereto, *Geomorfologia delle Valli Liguri,* 1904, p. 71 e seg.

([2]) Auch das Niveau des Baptisteriums (VII Jht.) in Albenga findet sich mehr als 2 m unter dem heutigen Strassenniveau, so dass man auf Stufen herabsteigen muss.

floss, warf sich während eines grossen Hochwassers weiter nach Süden und gewann die heutige Lage. In die historischen Alluvia hat sich seitdem der Fluss wieder um 2 m eingeschnitten, damit zugleich eine ganz junge negative Phase in der Verschiebung des Meeresspiegels verratend. Also hier hat das pleistocäne und rezente Meer folgende Veränderungen erfahren:

Zeit	Niveau	Bildungen
Aelteres Pleistocän . .	Hoch	Altpleistocänes Delta,
Jüngeres Pleistocän. .	Niedriger	Jungpleistocänes Delta,
Römerzeit	> — 6 m.	Alluviale Delta mit Sümpfen und einem Centalauf gegen Pontelungo,
XVII. Jahrhundert . .	+ 2 m.	Verschüttung der Brücke, der Sümpfe und des alluvialen Delta's,
nach dem XVII. Jahrhdt	0 m.	heutige Eintiefung und jüngstes Delta.

In anderer Hinsicht wieder ist die Umgebung von Finalmarina interessant. Es münden da zwei Täler nebeneinander mit weiten unteren Talenden. In ihrer Umgebung sind besonders die Formen des Niveau II erhalten. Mit grosser Regelmässigkeit erheben sich die Rücken im N (Monticello, S. Bernardo) und S (Verezzi, Brassale-Gorra) steil zur Höhe von 200 und dann sanft bis zu 250 und 320 m. Die Aussicht von Verezzi zeigt uns die relativ sehr schönen Strandterrassen in 200 m zwischen Finalmarina und Pia über Varigotti bis Noli; die Ebenheit in 200 m ist bei der Steilheit des Kliffes besonders auffallend. Viel weniger deutlich sind die Reste des Niveau III, die wir entdecken können nahe der Küste in einer Strandplattform oberhalb der Burg von Finalmarina (120 m) und in der Küstenleiste, auf der Selva und die unteren Häuser von Pino stehen (110 m); endlich in den Flussterrassen, die Verzi tragen und ihre Fortsetzung finden in dem altem Talboden, der dort, wo das R. Poneital im Kalk sich plötzlich verengt, besonders gut erhalten zu sein scheint. Auf dem Rücken San Bernardo fand ich eine Reihe von Tälchen von ganz reifer Ausgestaltung, die in

200 m. Höhe über den heutigen Haupttälern hängen geblieben sind. In dem Momente, wo die Verjüngung die Haupttäler vertiefte, blieben diese kleinen Tälchen, in denen das Wasser im Kalke sofort versank, so eine leichte Verkarstung des Talbodens verursachte und denselben in eine Reihe flacher Wannen umwandelte, über den Haupttälern hängen. Auch sie sind zum Niveau III zu rechnen. Spuren des Zyklus IV sind gar spärlich, nur in Gefällsbrüchen der Vorgebirge und in ganz kleinen Terrassen, auf denen das Kirchlein San Donato malerisch steht, zu entdecken. Die tief verschütteten breiten Talböden zeugen von der Existenz des Zyklus V. Von elementarer Bedeutung ist dagegen hier die Tatsache, dass in der Ungebung sich - es ist die einzige Stelle an der Riviera di Ponente - miocäne Strandbildungen erhalten haben, vor allem poröse Kalksteine von dem Aussehen von Lagunen-Kalken, die bedeckt sind mit zahlreichen Karren und selbst nur in wenig mächtiger Lage den kristallinen Untergrund bedecken. Diese miocänen Ablagerungen wurden allerdings abgeschnitten durch den pliocänen Zyklus II, aber die strandnahe Facies der Bildungen verrät uns, dass auch der miocäne Strand nicht fern war und nicht viel höher über die heutige Verbreitungsgrenze, die bis 394 m reicht, emporstieg. Wenn wir bedenken, dass das Miocän in den Alpen der französischen Riviera bis 700 m (1) emporgeht, hier aber bis 400 m, so wird uns der Paralellismus der Strandlinien des Miocäns und des Unterpliocäns (Zyklus I Ventimiglia über 500 m - Albenga 300 m) klar. Die transversale Schiefstellung, welche die Riviera im Unterpliocän erlitt, musste natürlich auch die älteren Formen und Ablagerungen schiefstellen. Aus dem Paralellismus dieser beiden älteren Strandlinien geht mit grosser Wahrscheinlichkeit hervor, dass am Ende des Miocäns und vor dem Pliocän wohl eine Verschiebung der Erosionsbasis, aber keine Schiefstellung en bloque stattfand. Andererseits geht aus derselben hervor, dass, da der Unterschied der miocänen und unterpliocänen Strande etwa 150-200 m beträgt, wir wahrscheinlich den unteren der beiden an der Tag-

(1) Guébhard, Bull. Soc. Géolog. de la France, 1898, p. 104.

gia über dem unterpliocänen Talboden unterschiedenen Niveau's mit der Erosionsbasis in 600 m als Miocän anzusprechen haben (siehe S. 256). Leider gestattet die spärliche Erhaltung des Miocäns nicht diese Schlussfolgerungen mit genügender Exaktheit zu ziehen.

Die älteren Zyklen verschwinden gegen Osten immer mehr und mehr, indem sie unter die jüngeren horizontalen herabsinken; vorherrschend wird die Terrassenform des Niveau II (+ 200 m), daneben auch III (+ 120 m) und IV (+ 60 m), und der im Landschaftsbild hervorstechendste Zug: die Verjüngung der Entwicklungsphase V und die Zuschüttung der Entwicklung VI.

Schon die kleinen Tälchen, die bei Noli und Spotorno münden und deren steile untere Gehänge zum Zyklus V gehören, besitzen grosse Verschüttungen, die von der Entwicklung VI zeugen. Schön sind die kleinen Terrassen des Baches bei Torre di Ere, die ins Niveau IV gehören und in die das Bächlein eine enge Schlucht eingeschnitten hat (siehe Fig. 20 Seite 276) und doch noch zur Küstenebene mit 10 m hohem Katarakt herabfällt. Aehnlich finden sich auch an dem Schlossberg von Noli Spuren des Niveaus IV, auf denen idyllisch der kleine Friedhof liegt. Die Formen des älteren Zyklus III haben sich höchstens im Quellgebiet erhalten, wo sie die Kirche in der Nähe von Voze in 280 m tragen und die meerwärts sich auf 130 m etwa senken, wie man das vom Vorgebirge Noli aus feststellen kann. Hieher gehört auch das Vorgebirge Torre di Ere (130 m) bei Bergeggi, während das Capo di Vado sich etwas höher erhebt, aber auch Terrassenform aufweist. Vor dem Torre di Ere liegt im Meere das Inselchen Isola di Bergeggi (64 m), die mit ihrer Gipfelfläche wohl dem Niveau IV angehört.

Ein schönes Terrassenfeld stellt das Hinterland der Bucht von Savona dar: zwischen Vado und Albissola treten besonders 2 Terrassen-Systeme auf in Uebereinstimmung mit den Niveaus III und IV. Letzteres erscheint besonders schön ausgeprägt in der 60 m hohen Ebenheit gleich nördlich Savona mit seinem hohen Kliff und seiner gegen 800 m breiten ebenen Fläche, die nur durch kleine insequente Tälchen zerschnitten wird. In Ueberresten kann

man diese Terrasse den Fluss Letimbro aufwärts verfolgen, wo sie immer Villen und Kirchlein tragen. Der schönste Rest dieser Art findet sich bei Lavagnola und ist 80 m hoch; schmale Leisten ziehen bis Sanctuario und auf ihnen stehen gleich einer Perlenschnur Bauernhäuser. Viel typischer noch sind diese Terrassen entwickelt bei Fornaci und Zimola auf der einen, und beim Capo di Albissola Marina auf der anderen Seite des Letimbrogebietes. Da lenkt eine Tatsache unser Augenmerk auf sich, dass die 60 m Terrassen, die an den Vorgebirgen typische Erosionsformen sind, die den gefalteten Untergrund anschneiden, hier bei Vado Ligure Akkumulationsformen sind, aufgebaut an der pliocänen Strandhalde. Es sind vor allem verarmte Quarzgerölle mit Zwischenlageu eines roten Tones, unter ihnen graue bis hellbraune Tone; beide liegen fast horizontal und sind wohl geschichtet. Die Decke von Schotter hat man meist abgetragen, um die Tone in Ziegeleien zu verwerten. Diese Akkumulationsformen verknüpfen sich direkt mit Erosionsformen von Tussano bei Valeggia in 70 m und ähnlichen Formen im Segnotal. Das beweist unzweifelhaft das noch pliocäne Alter des ganzen Zyklus IV, dessen Erosionsbasis wir auch hier in 60 m anzusetzen haben.

Oberhalb des Systems von 60 m erhebt sich nördlich Savona eine Reihe von Riedeln zu 135 m, die den Eindruck einer zerschnittenen Terrasse machen; die sich langsam landeinwärts zum Kirchlein Marmorassi auf 200 m emporhebt. Deutlich ist diese Terrasse weiter südlich, wo sie die Kirchen Mad. degli Angeli (159 m) und Mad. del Monte (162 m) trägt und mit scharfem alten Kliff abschneidet vom Hinterland und von der niedrigeren Terrasse. Noch auf einen Umstand muss ich die Aufmerksamkeit lenken, dass nämlich im Letimbrotal sich ganz ausgezeichnete Mäander befinden, die inmitten des Berglandes auf breitem Talboden sich gebildet haben und unterhalb Sanctuario, das selbst auf einem Mäanderhalse liegt, wenn auch nur wenig (5-15 m) eingesenkt sind. Diese Verjüngung ist gewiss quartären Alters und entspricht wahrscheinlich der negativen quartären Bewegung des Meeresniveaus, die wir auch bei Albenga zu erkennen

vermochten und noch östlich des Letimbro wiedererkennen werden. Als ich vom Mte. Cucco (441 m) in einem kleinen Tälchen direkt zum Sansobbiatale abstieg, fand ich an dessen Mündung (Fig. 14) unterhalb der zum Niveau III gehörigen Rückenfläche und der kleinen Flussterrasse des Niveau IV (80-90 m) 3 ineinander geschachtelte Schuttkegel. Der höchste etwa in 10 m über dem heutigen Flussniveau abschneidende Kegel entsprach wohl einem höheren Meeresniveau und wurde später durch den Hochwasserschuttkegel und Normalschuttkegel zerschnitten, ähnlich wie nebenan die Sansobbia — Mänder leicht eingesenkt wurden, als der Meeresspiegel sank.

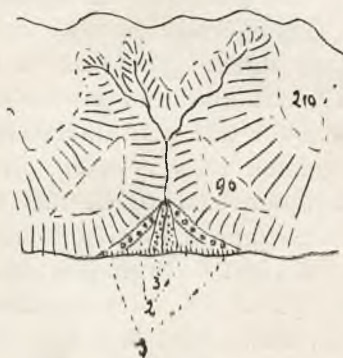


Fig. 14.

In der Umgebung von Varazze sind die Terrassen IV ausserordentlich schön und zwar sind sie nicht nur sehr scharf an dem östlichen und westlichen Vorgebirge ausgesprochen, sondern ziehen als wahre Strandterrassen im Halbkreis rings um die ganze Bucht und weiter bis zum Arestratal, also ganz ähnlich wie die 200 m Terrasse bei San Remo. Die Reste der zugehörigen Talformen finden sich in der Umgebung von C. Costata, wo wir auch feststellen können, dass der Zeit der Ruhe während der Ausbildung des Niveau IV eine intensive Verjüngung folgte, die die Schlucht des Costatabaches schuf.

Ganz besonders breit ist die zum Niveau II gehörige, heute stark umgewandelte Terrassenfläche, die am Rücken südlich Arestra beginnend (200-300 m) gegen Sciarborasca (210 m 258 m), Cla. Chiappa (193 m), C. Ciapin (205 m), bei Lerca zieht. An sie lehnt sich die Terrasse IV in der